

# 名古屋で観測されたエアロゾル粒径分布と その雲物理学的特徴について\*

久芳奈遠美\*\* 岡田 菊夫\*\*\* 武田 喬男\*\*\*\*

## 要 旨

都市大気中のエアロゾル粒径分布を知るために、名古屋で測定を行った。名古屋で観測されたエアロゾル粒径分布の形は、そのつと極端に異なるものではなく、直線に近い型のものから山型に近いものまで、ほぼ連続的に存在している。また、半径  $0.07 \mu\text{m}$  以下、特に  $0.02 \mu\text{m}$  以下で、冬期の方が夏期に比べ数密度が高い傾向がある。これらのエアロゾルの雲粒核としての機能を評価するために数値実験を行った結果、以下のことがわかった。いずれの型のエアロゾル粒径分布でも数密度が非常に高いため、これらのエアロゾルを雲粒核とする雲粒は数密度が高く、mode radius が小さく、大雲粒が形成されにくいものである。また、全体のエアロゾル数密度が高いため、大粒子の多い山型のエアロゾル粒径分布の方が、むしろ、大雲粒が形成されにくい。このような高数密度のエアロゾルが存在する都市大気においては、大雲粒は主に巨大粒子雲粒核から形成されるため、warm rain の形成には巨大粒子の動向が重要になる。

## 1. はじめに

エアロゾルは雲粒核の母集団であるので、雲粒核の特徴を知るためには、エアロゾルの特徴を知ることも重要である。Okada (1983) は、名古屋および四日市の都市大気において低圧式インパクターを用いてコロジオン膜上に採集したエアロゾルに水透析を適用し、これらの都市大気中では、半径  $0.03 \sim 0.35 \mu\text{m}$  のエアロゾル粒子の80%以上が吸湿性粒子(水溶性物質をもつ粒子)であり、混合粒子(水溶性物質と不溶性物質を合わせもつ粒子)が吸湿性粒子に占める個数割合は、平均としてエイトケン粒子領域(半径  $0.03 \sim 0.1 \mu\text{m}$ )では34%、大粒子領域(半径  $0.1 \sim 0.35 \mu\text{m}$ )では67%であったとしている。さらに個々の粒子における水溶性物質の占める体積割合  $\epsilon$  が0.95以上のものが、半径  $0.03 \sim 0.35 \mu\text{m}$  の吸湿性粒子において卓越しているとしている。このよう

に、通常都市大気中のエアロゾルのほとんどは吸湿性に富んだもので、それらのほとんどが雲粒核として機能し得ると予想される。

Okada (1983) が個々のエアロゾルの性質を詳しく調べた粒径領域 ( $0.03 \sim 0.35 \mu\text{m}$ ) は雲粒核として特に重要な領域であるが、これまでの研究(Kuba and Takeda, 1983) から、warm rain の形成の鍵となる大雲粒の生成に巨大粒子雲粒核の寄与が無視できない場合もある。ここでは都市大気について、巨大粒子領域を含むなるべく広い範囲のエアロゾル粒径分布を測定し、その平均像を調べた上で、雲粒核としての機能について数値計算を用いて調べる。

## 2. これまでの数値実験の結果

人間活動と大気環境の変化との関係の研究の一環として、雲粒核として働くエアロゾルと雲の微細構造との関わりを数値実験で調べた結果、以下のことがわかった。

(1) 断熱上昇する空気塊を用いた数値モデルにより、雲底付近の雲粒粒径分布を調べ、次の結果を得た(Takeda and Kuba, 1982)。達成される過飽和度が低い空気塊ほど、その中で作られる雲粒粒径分布は幅の広い(平均半径に関する標準偏差が大きい)ものとなる。例えば、雲粒核数密度がより高い空気塊、または上昇速度が

\* The aerosol size distributions observed in the atmosphere of Nagoya and its cloud physical properties.

\*\* Naomi Kuba, 名古屋大学水圏科学研究所。現在 東京理科大学理工学部。

\*\*\* Kikuko Okada, 名古屋大学水圏科学研究所。現在 気象研究所。

\*\*\*\* Takao Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所。  
—1985年12月12日受領—  
—1986年5月23日受理—

より遅い空気塊ではより幅の広い雲粒粒径分布ができる。また、人間活動によりエアロゾル粒子領域の雲粒核が添加された場合も雲粒粒径分布は幅の広いものとなる。これらは、大きい雲粒核上にできた大きい雲粒ほど水溶液濃度が高く、凝結成長速度に対する過飽和度の影響がより小さくなるため、過飽和度が低い場合ほど、小さい雲粒核起源の雲粒は凝結成長速度が遅くなるが、大きい雲粒核起源の雲粒は成長速度があまり遅くならず、雲粒粒径分布は半径の小さい方へ裾をひく形で幅が広がるのである。また、雲粒核はその内部に不溶性物質を含むこと（混合核になっていること）がよくあるが、その不溶性物質による雲粒核の体積増加は、できる雲粒粒径分布に大きな影響を与えることはなく、雲粒核に含まれる水溶性物質の質量で表した雲粒核の数密度分布が雲粒粒径分布にとって重要である。

(2) また、雲粒の数密度が雲内の上昇流の速度および雲粒核の数密度によりどのように決まるのかを(1)と同じモデルを使って詳しく調べた結果、次のことがわかった(Kuba and Takeda, 1985)。空気塊の上昇速度が変わらない場合は、雲粒核数密度が増加すると雲粒数密度も増加するが、その増加の割合

$$\frac{\partial(\log N_{act})}{\partial(\log C_n)}$$

$N_{act}$  ; 雲粒数密度

$C_n$  ; 雲粒核数密度に比例する量

は、雲粒核数密度が高い場合 ( $C_n$  が大きい) ほど小さい(雲粒数密度が増加しにくい)。また、この増加率は、上昇速度が遅い場合ほど小さい。故に、上昇速度が遅い場合は、雲粒核数密度が増加する際に雲粒数密度は比較的早く一定値に近づくようになる(飽和する)。これは、「雲粒核の増加→雲粒の増加→過飽和度の低下→凝結成長速度の減少・雲粒になれる最小の雲粒核の半径の増大→過飽和度の低下の抑制・雲粒の増加の抑制」という複雑なフィードバック機構が存在するため、このフィードバック機構の強弱により、雲粒核の増加に伴う雲粒の増加の割合が異なる。つまり、雲粒核の増加に伴う過飽和度の低下が著しい場合ほど雲粒の増加は困難になる。例えば、過飽和度が低下しても凝結成長速度が減少しにくい雲粒の占める割合が大きい場合ほど、雲粒核の増加に伴う過飽和度が下がり方は大きいし、上昇速度が遅い場合ほど、凝結成長による水蒸気消費が過飽和度に与える影響が断熱上昇による冷却の影響に比べて大きくなるので、雲粒核の増加に伴う過飽和度の低下が著しい。(2)の結論においても、(1)と同様に雲粒の水溶液濃度

が重要な因子になっている。ここでの結論から、人為的に大気中に添加された雲粒核が雲粒数密度に及ぼす影響は、上昇流の弱い層雲に対しては比較的小さく、上昇流の強い対流雲では大きくなることが示唆される。また、その人為的な雲粒核の添加の影響は、もともと雲粒核数密度の高い大陸性気団では比較的小さく、雲粒核数密度の低い海洋性気団などでは無視できない問題となるであろう。

(3) さらに、雲粒核が背の低い積雲の微細構造、特に大雲粒の形成に及ぼす影響を雲全体を扱う数値モデルにより調べた(Kuba and Takeda, 1983)。このモデルでは、雲の力学過程は軸対称モデルを使って Euler 流に扱うが、Euler 流の扱いに起因して計算上起こる雲粒粒径分布の broadening が大雲粒の生成過程にできるだけ影響を与えないようにするために、雲底から 400m の高度までの微物理学過程は、次々と上昇する air-parcel を使って Lagrange 流に扱った。計算の結果、次のような結論が得られた。エアロゾル粒子の雲粒核(半径  $< 0.1 \mu\text{m}$ ) の数密度が低い場合には、大雲粒は主に半径  $1 \mu\text{m}$  以下の大粒子の雲粒核上に凝結してできた雲粒同士の併合によって作られる。このとき、巨大粒子雲粒核(半径  $\geq 1 \mu\text{m}$ ) 上に凝結してできた雲粒は、生成された大雲粒の数密度にはほとんど寄与しない。一方、エアロゾル粒子の雲粒核の数密度が高い場合には、大雲粒は少数しかできないが、その大雲粒は主に巨大粒子雲粒核上にできた雲粒をもとに作られ、それらの雲粒同士の併合が大雲粒の生成に大きく寄与している。このため、エアロゾル粒子雲粒核の数密度が低い海洋性気団などにおいては、人為的に巨大粒子雲粒核が添加されても積雲の warm rain 形成機構にはほとんど影響を与えないが、エアロゾル粒子雲粒核が添加されると降水効率が著しく減少することが予想される。また、大陸性気団、特に都市大気のようにエアロゾル粒子雲粒核の数密度の高い気団においては、巨大粒子雲粒核が添加されれば微雨が起りやすくなる可能性があると言える。

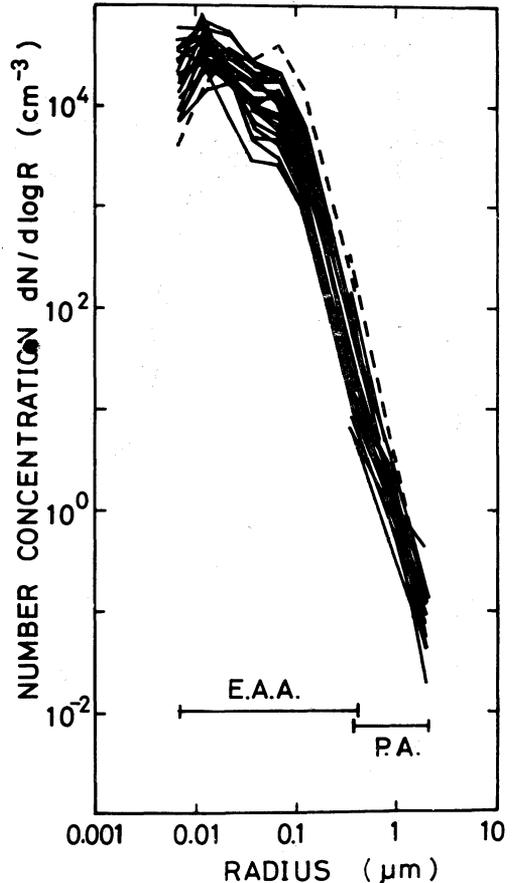
以上の結論をふまえて、名古屋の都市大気中で観測されるエアロゾルの雲粒核としての特性を調べることにする。都市大気では、エアロゾル粒子エアロゾルの数密度が高いことが予想される。エアロゾル粒子の雲粒核が多いほど、大雲粒の生成には巨大粒子雲粒核の寄与が大きくなることを(3)で示したが、巨大粒子雲粒核しか大雲粒になれないほどにエアロゾル粒子雲粒核が非常に多い場合は、大雲粒の数密度も限られてくるので降水形成に

としては不利な状況である。つまり、大粒子の雲粒核がどれだけ活性化され、大雲粒に成長できるかが、warm rain の降水形成にとって重要になる。そこで、高数密度のエイトケン粒子エアロゾルの存在が予想される名古屋の都市大気中に、大雲粒になり得る大粒子エアロゾルがどれだけ存在するかに注目する。

### 3. 測定方法

静電式エアロゾル粒径分析器 (Electrical Aerosol Analyzer, Thermo-systems Inc. Model 3030, 以下 E.A.A. と記す) を用いて半径  $0.005\sim 0.5\ \mu\text{m}$  のエアロゾルの数密度を、また光散乱式粒子計数装置 (Particle Analyzer, Climet Instrument 0208A, 以下 P.A. と記す) を用いて半径  $0.25\sim 5.0\ \mu\text{m}$  のエアロゾルの数密度を測定した。測定は名古屋大学水圏科学研究所において、1984年6～9月の夏期と翌1985年1月の冬期に行った。E.A.A. へは、屋外の空気を途中  $\text{CaCl}_2$  で乾燥させチューブでひいている。P.A. へは、粒径の大きい粒子の経路への捕捉をできるだけ少なくするために、直径  $1.5\ \text{cm}$  のガラス管で屋外の空気を導き、途中球状シリカゲル (経路  $50\ \text{cm}$ ) の中を通して乾燥させた。経路は全長  $80\ \text{cm}$  におさえた。そして、15:00 を中心とする1時間程度の観測データの中から比較の変動の少ない9分間程度の時間帯を選び、平均して、1つの粒径分布を算出した。これは、E.A.A. が  $0.005\sim 0.5\ \mu\text{m}$  の粒径範囲を測定するのに1回約3分間かかり、P.A. が  $0.25\sim 5.0\ \mu\text{m}$  の粒径範囲を測定するのに1回約4分間かかるので、E.A.A. の3回分と P.A. の2回分を平均して1つの粒径分布を算出するということである。測器へ導入する屋外の空気塊は刻々と変化し得るものであるので、測定されるエアロゾル粒径分布も時間変化し得る。この場合、長時間の平均をとって平均のエアロゾル粒径分布とすることもできるが、個々の空気塊について広い粒径領域に及ぶエアロゾル粒径分布を知るために、エイトケン粒子、大粒子、巨大粒子の各粒径領域の数密度分布を同時に測定し、短時間のデータの平均で1つの粒径分布を出し、それを繰り返すことで広い粒径領域に及ぶエアロゾル粒径分布の変動の全体像を把握することにした。このようにして得られた粒径分布は40例である。

また、岡田 (1984) は E.A.A. の測定データから得られるエアロゾル粒径分布と電子顕微鏡観察を基に求めたエアロゾル粒径分布とを、半径  $0.005\sim 0.28\ \mu\text{m}$  の範囲で比較し、両者の数密度の差はファクター3以内である

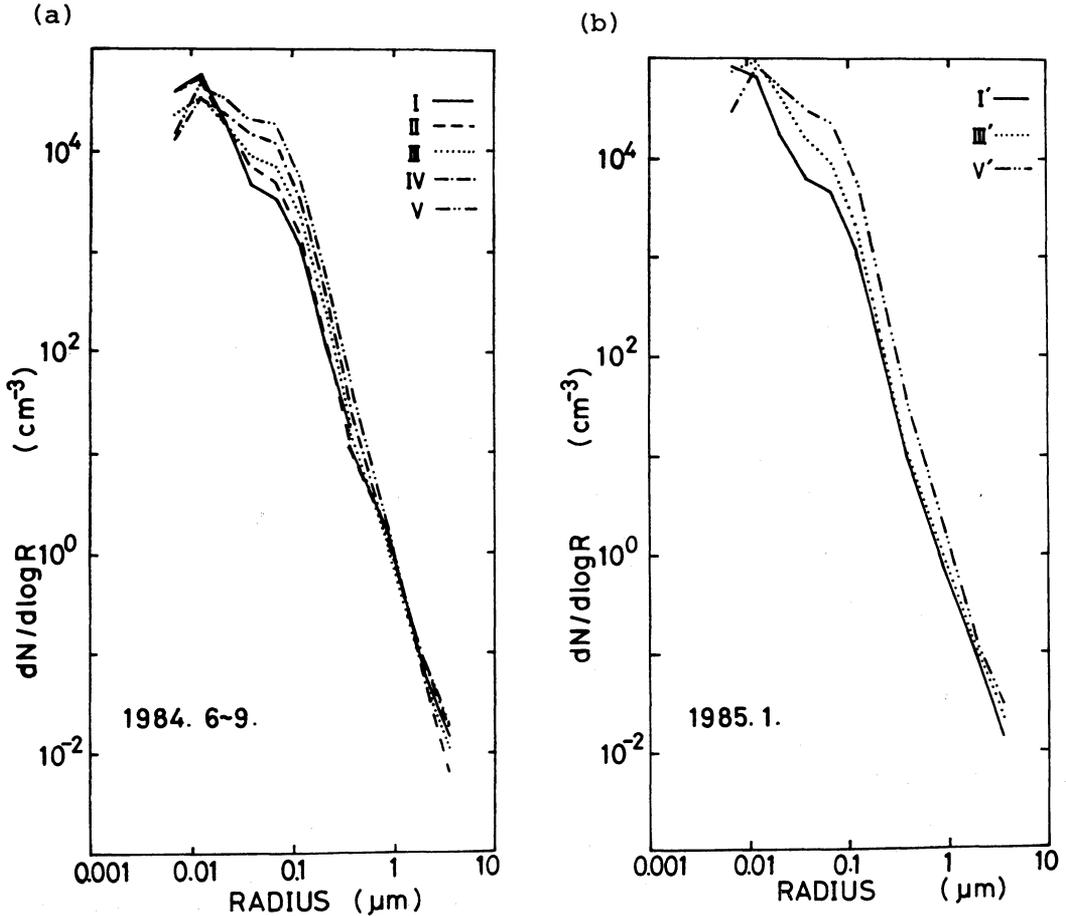


第1図 測定の結果得られたエアロゾル粒径分布を重ね書きしたもの。

ことを示した。どちらの方法がより精度が高いかは断定できないが、大きな差がないことから、どちらの方法も極端に精度が悪くはないと言える。また、岡田 (1984) は E.A.A. の測定値である電流値からエアロゾルの個数濃度を求める際の換算値として Lin・Pui (1975) によって得られたものを使用しているが、この値は Whitby・Cantrell (1979) らによって疑問視されている部分もあり、岡田 (1984) の行った比較において Whitby・Cantrell (1979) の提示した値を使用すると先の数密度の差はさらに小さくなる傾向がある。ここでは、Whitby・Cantrell (1979) の換算値を用いている。

### 4. 測定結果

得られたエアロゾル粒径分布を重ね書きしたものが第1図である。ここで、半径  $0.0067\sim 0.375\ \mu\text{m}$  の



第2図 グループごとの平均のエアロゾル粒径分布。  
 (a) 1984年6~9月(夏期), (b) 1985年1月(冬期)。

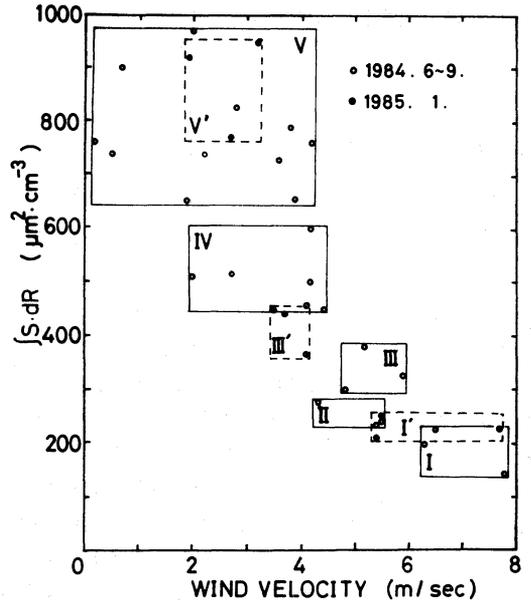
$dN/d \log R$  の値は E.A.A. の半径  $0.005 \sim 0.5 \mu\text{m}$  の測定データから算出したものである。また、半径  $0.354 \sim 1.94 \mu\text{m}$  の  $dN/d \log R$  の値は P.A. の半径  $0.25 \sim 5.0 \mu\text{m}$  の測定データから算出したものである。P.A. は半径  $5.0 \mu\text{m}$  まで測定可能であるが、粒子発生装置を用いた予備実験から、半径  $3 \mu\text{m}$  以上の粒子の経路への捕捉率が70%程度にもなることがわかり、さらにこの捕捉の割合も実際の対しては正確に求めることが困難であるために、ここでは半径  $1.94 \mu\text{m}$  までの粒径分布を算出するにとどめる。半径  $1.94 \mu\text{m}$  以下の粒子では、経路への捕捉は測定誤差内におさまる。E.A.A. および P.A. から得られた粒径分布は、一般的には必ずしも連続しないが、第1図で見るとかぎり1つの粒径分布を表すのに不都合なほどの差はない。

## 5. 解析

第1図に示したエアロゾル粒径分布を雲物理学的に重要な粒径領域(すなわち、雲粒核として働き得る大きさ、ここでは半径が約  $0.02 \mu\text{m}$  以上)に注目して分類する。全体的にみて特に差が目立つのは  $0.02 \sim 0.4 \mu\text{m}$  の粒径領域である。このエイトケン粒子から大粒子の領域にまたがる範囲は雲粒核として雲粒粒径分布に大きく寄与する。エイトケン粒子の雲粒核の数密度が雲粒のおよその数密度を決定し、これによりどの程度の大粒子雲粒核が併合成長可能な半径  $18 \mu\text{m}$  以上の雲粒になれるのかが決まるからである。大粒子領域の中でも半径の大きい( $0.4 \sim 1.0 \mu\text{m}$ )粒子の方が大雲粒に成り得る可能性がより大きい、この粒径領域では系統的な変化が見出せなかったため、半径  $0.02 \sim 0.4 \mu\text{m}$  の範囲に特に注目

して分類する。破線で示した粒径分布以外は、ほぼ連続的な形状を示しているの、平均をとることができる程度に類似性のあるものを1つのグループとして、夏期の粒径分布をI, II, III, IV, Vの5つのグループに分けた(ただし、破線の粒径分布は別にする)。同様に、冬期のものについても3つに分け、I', III', V'とした。各グループ内で平均した平均粒径分布を第2図に示す。第2図から、粒径分布の形が直線に近いものから山型のものまで連続的な形状を示していることがはっきりする。0.07  $\mu\text{m}$  以上の粒径領域では、I'はIもしくはIIに近く、III'はIIIに、V'はVに近い数密度粒径分布になっているが、0.07  $\mu\text{m}$  以上、特に0.02  $\mu\text{m}$  以下の小さい粒子は冬期(I', III', V')の方が夏期(I, III, V)より数密度が高くなっている。

第2図のような粒径分布の差を量的に表現するもの1つにエアロゾル総表面積がある。一般に、エアロゾルの表面積粒径分布は半径0.1  $\mu\text{m}$  付近に最大値をもち、総表面積には半径0.1  $\mu\text{m}$  程度の粒子の数密度の寄与が極めて大きい。このため、半径0.1  $\mu\text{m}$  程度の数密度に大きな差がある数密度粒径分布I~V, I'~V'は粒子総表面積にも大きな差をもつ。そこで数密度粒径分布の型の特徴を示す量としてエアロゾル総表面積を採り、これと名古屋地方気象台の15:00の風速データとの関連を第3図に示す。グループ(I, II, III, IV, V, I', III', V')ごとに実線(夏期)および破線(冬期)で囲んである。グループの間には総表面積に有意差が認められ、それは風速にある程度依存していることがわかる。つまり、風速の大きい場合ほどエアロゾルの数密度粒径分布は直線に近い形となっている。第1図で他とかけ離れて著しく山型を示した破線の粒径分布は6月19日に得られたものであるが、この粒径分布はモード半径(mode radius)が0.07  $\mu\text{m}$  と大きく、大粒子の数密度が非常に高いため、エアロゾル総表面積は1,700  $\mu\text{m}^2/\text{cm}^3$  と極端に大きい。この日の15:00の風速は0.03 m/secで、第3図について先に述べた傾向に反しない。6月19日は風が弱いうえ湿度が74%でむしろ暑い日ではあったが、この日よりさらに弱い風、高い湿度の日でもVのグループにはいるエアロゾル粒径分布を測定した日もあるので、他に特別な因子があって大粒子が極端に増加したものと思われる。ただし、このような粒径分布が煙などの一過性のものを捉えた結果ではないことは、常時連続測定しているネフェロメーターが、この日の日中、粒径分布測定時を含む数時間にわたって、極端に高い光散乱係数を



第3図 測定から得られたエアロゾル粒径分布から算出したエアロゾル総表面積と風速との関係。○は夏期分、●は冬期分。グループごとに実線(I~V)および破線(I'~V')で囲んである。

示していることからわかる。

## 6. 数値実験のモデル

次に、第2図のようなエアロゾルの数密度粒径分布が雲物理学にはどのような効果をもつかを数値実験により調べる。

数値実験のモデルは、2.の(3)で述べたKuba・Takeda(1983)と同じもので、雲の力学過程と微物理学過程の双方を考慮したものである。大気全体を同軸の3つの円柱領域に分け、内側から雲の領域、遷移領域、雲外の領域とする。そして水平面での領域平均を行い、高さ方向の1次元モデル的に扱う。雲の力学過程は円筒座標で表した方程式をEuler流に時間積分して表す。微物理学過程は雲粒核の活性化、雲粒の凝結成長および蒸発、併合、落下などを扱う。ただし、Euler流に数値積分する際に生ずる人為的なbroadeningを極力避けるために、雲底付近における雲粒核の活性化、雲粒の凝結成長および蒸発、雲粒核および雲粒の垂直漂流は連続して上昇する7つの空気塊を用いる方法により、また雲底付近以外の領域においてはKuba・Takeda(1983)の付録に示したように工夫して、雲粒の凝結成長および

第1表 初期擾乱を与えてから15分後の雲の状態  
(計算結果).

雲底高度	700 m
雲の厚さ	1400 m
雲の直径	2000 m
雲内の上昇流速	2~4 m/sec

蒸発の計算をした. このモデルの詳細は Kuba・Takeda (1983) に示されているので省略する.

先に述べた Okada (1983) の結論から, 雲粒粒径分布に対するエアロゾルの雲粒核としての効果をおおざっぱに評価する際には, 半径  $0.35 \mu\text{m}$  以下のエアロゾルは  $\varepsilon=1$  の吸湿性粒子と仮定して数値実験してもさしつかえないと考えられる. ここでは簡単のため全粒径領域で  $\varepsilon=1$  とするが, 半径  $0.35 \mu\text{m}$  以上のエアロゾルでは必ずしも  $\varepsilon$  が1に近いとは限らないので, 全粒径領域で  $\varepsilon=1$  としたことは大粒子および巨大粒子の雲粒核の凝結成長をいくらか過大評価してしまう可能性もある. この効果については後で考察する.

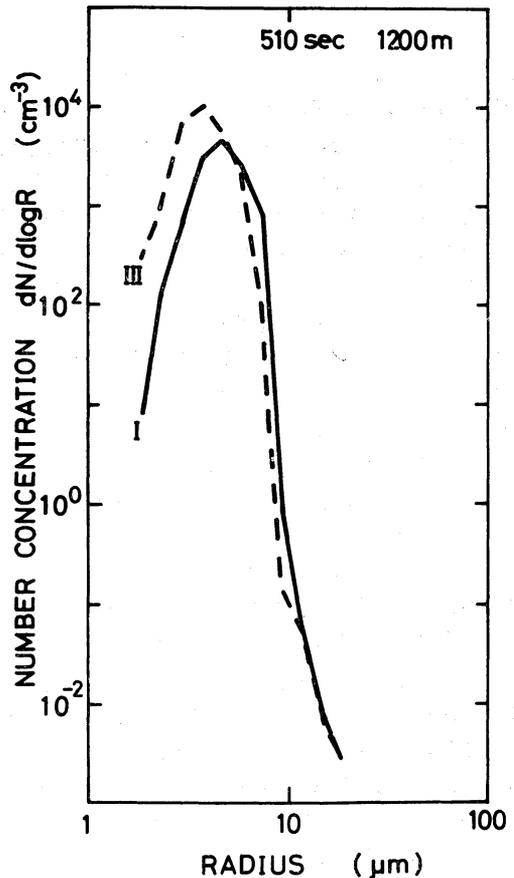
また, Takeda・Kuba (1982) に示したようにエアロゾルの構成物質は水溶性物質であれば,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  といった物質のどれであっても, それらを雲粒核としてできた雲粒の粒径分布には大きな差はない. ここでは, エアロゾルは全て  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  でできているものとした.

この数値実験では, Kuba・Takeda (1983) と同様に, 安定大気中の背の低い積雲を想定して大気の初期条件および温度擾乱を与えた. この結果, 擾乱を与えてから15分後の雲の状態は入力した雲粒核粒径分布によらずおよそ第1表のようになった.

## 7. 計算結果

この数値実験で使った雲粒核の粒径分布は第2図の I と III である. 半径  $0.02 \mu\text{m}$  以下では I の方が数密度が高く, 半径  $0.02 \sim 0.6 \mu\text{m}$  では III の方が数密度が高い. 粒径分布の形は I は比較的直線に近く, III は I より山型に近い. ただし, 計算に使う際には, 簡単のため半径  $1 \mu\text{m}$  以上では I と III は同じ粒径分布であるとして半径  $5 \mu\text{m}$  まで直線で外挿した.

第4図は, 擾乱を与えてから510秒後(雲ができ始めてから330秒後)に高度1200m(雲底から500m上空)にできる雲粒粒径分布である. この雲粒の数密度と



第4図 初期擾乱を与えてから510秒後, 高度1200mにできた雲粒粒径分布. 実線がIの雲粒核粒径分布を用いた場合, 破線がIIIの雲粒核粒径分布を用いた場合.

モード半径を第2表左側に示す. IIIの方が数密度が高く, モード半径が小さい. また第4図で, IとIIIとで半径  $10 \mu\text{m}$  以上の雲粒の粒径分布がほぼ同じであることから, これらの半径  $10 \mu\text{m}$  以上の雲粒はほとんど半径  $1 \mu\text{m}$  以上の雲粒核が凝結成長してできたものであることがわかる. Takeda・Kuba (1982) にも示したように, 大きい雲粒核を起源とする雲粒は, その水溶液濃度が高いために凝結成長速度が水蒸気過飽和度の影響を受けにくい. このため, 全雲粒核数密度が異なり雲内の過飽和度に差があっても, この場合の半径  $1 \mu\text{m}$  以上の雲粒核のように粒径分布が同じであれば同じ粒径分布の雲粒ができる. 逆に言えば, I, IIIともに半径  $1 \mu\text{m}$  以下の雲粒核は半径  $10 \mu\text{m}$  以上には成長していない.

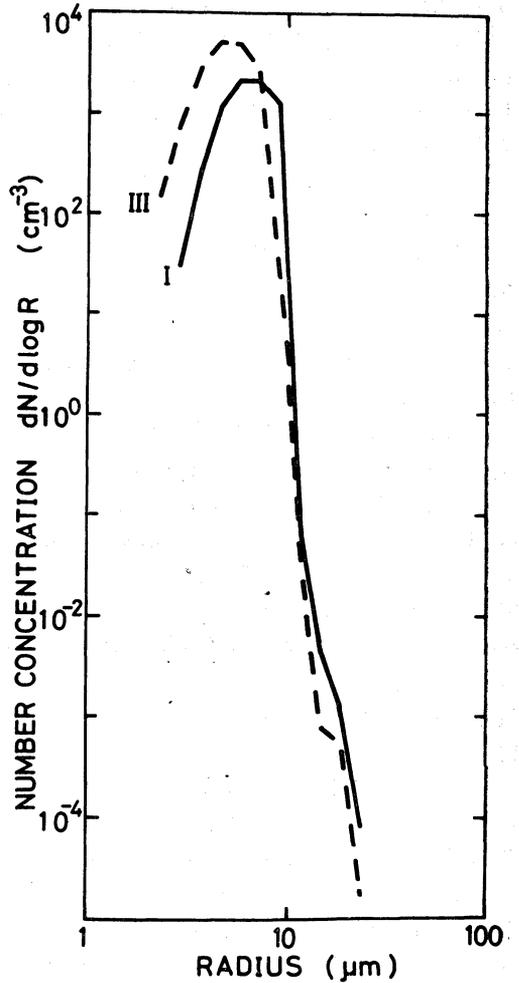
第2表 数値実験の結果. IとⅢの雲粒核粒径分布を用いた場合にできる雲粒の数密度  $N$  とモード半径  $r_m$ .  $H$  は高度.

	$H=1200\text{ m}$		$H=1600\text{ m}$	
	$N(\text{cm}^{-3})$	$r_m(\mu\text{m})$	$N(\text{cm}^{-3})$	$r_m(\mu\text{m})$
I	$1.2 \times 10^3$	4.6	$7.1 \times 10^2$	6.6
Ⅲ	$2.7 \times 10^3$	3.7	$1.7 \times 10^3$	5.2

第3表 I, Ⅲ, Vの雲粒核粒径分布を用いて数値計算を行った結果, 活性化され得た最小の雲粒核の半径  $r_{\min}$  と雲底上150 mの高度における雲粒数密度  $N$ .

	$r_{\min}(\mu\text{m})$	$N(\text{cm}^{-3})$
I	0.025	$2.8 \times 10^3$
Ⅲ	0.032	$4.4 \times 10^3$
V	0.044	$7.3 \times 10^3$

擾乱を与えてから630秒後(雲ができ始めてから450秒後)の高度1600 m(雲底から900 m上空)での雲粒粒径分布を第5図に示す. この空気塊は, 第4図に示した空気塊が高度1600 mまで上昇してきたものと推定される. 第5図の雲粒粒径分布の数密度とモード半径を第2表右側に示す. 外界との空気の混合もあって高度1200 mの時より数密度が減少している. 第5図, 第2表から, 雲頂近くまで上昇してきているにもかかわらず全体に半径が小さいことがわかる. 大きい雲粒の粒径分布がIとⅢとで異なることから, 半径1  $\mu\text{m}$  以下の雲粒核上にできた雲粒も半径18  $\mu\text{m}$  を越え併合成長を始めていることがわかる. 半径1  $\mu\text{m}$  以上の雲粒核から凝結成長のみでできた雲粒の粒径分布は先に述べたようにIとⅢとは異なるが, それらの併合成長でできる大雲粒の粒径分布もIとⅢとで異なる. IとⅢとで大きい雲粒の粒径分布に差が出るのは, 粒径分布がIとⅢとで異なる半径1  $\mu\text{m}$  以下の雲粒核上に凝結成長した雲粒が併合成長を始めた場合である. 併合成長が起こる際の雲粒核と雲粒粒径分布の関係については, Kuba・Takeda (1983) で既に詳しく調べた. ただし, 最大のもので半径24  $\mu\text{m}$  にしかならず, その数密度も  $10^{-5}\text{cm}^{-3}$  以下と少ない. また, ⅢはIより大粒子の雲粒核が多かったにもかかわらず, 第5図では大きい雲粒はⅢの方が少なくなっている. これはⅢの雲粒核粒径



第5図 初期擾乱を与えてから630秒後, 高度1600 mにできた雲粒粒径分布. 実線がIの雲粒核粒径分布を用いた場合, 破線がⅢの雲粒核粒径分布を用いた場合.

分布がIに比べて大粒子雲粒核のみならず活性化され得たエイトケン粒子雲粒核の数密度も高く, 全雲粒数密度が高くなり, 大粒子雲粒核起源の雲粒の凝結成長がIより遅くなったためである. 半径0.02  $\mu\text{m}$  以下の雲粒核はIの方が多いが, ここでは活性化された最小の雲粒核の半径が第3表に示したようにI, Ⅲとも0.02  $\mu\text{m}$  より大きいので, Ⅲの方が雲粒数密度が高くなったのである. 詳しい結果は示さないが, 第2図のVの粒径分布を雲粒核粒径分布として同様の数値実験を行った結果も含めて, 活性化された最小の雲粒核の半径と雲底上150 m

の高度における雲粒数密度を第3表に示す。I, III, Vの順に大粒子雲粒核の数密度が高くなるにもかかわらず、活性化され得るエイトケン粒子雲粒核の数密度もI, III, Vの順に高くなるために、雲粒数密度もこの順に高くなり、この順に大雲粒ができにくくなる。

## 8. まとめと考察

観測および数値実験の結果をまとめると次のようになる。名古屋で観測されたエアロゾル粒径分布はそのつど極端に異なるものではなく、直線に近い形のものから山型に近いものまで連続的な形状をとる(第2図)。ただし、例外も認められ、他と比べて著しくモード半径の大きい、山型の粒径分布も1例測定された(第1図の破線)。夏期と冬期とでは、全体的には似たエアロゾル粒径分布が測定されたが、半径 $0.07\ \mu\text{m}$ 以下、特に $0.02\ \mu\text{m}$ 以下の数密度は冬期の方が高い傾向がある。そして、これらのエアロゾル粒径分布の型は風速にも関連している。つまり、風の強い日ほどエアロゾル粒径分布は直線に近い形(第2図のIおよびI')になる傾向がある(第3図)。これらのエアロゾル粒径分布を用いた数値実験の結果、いずれの型のエアロゾル粒径分布でも数密度が非常に高いため、積雲内の雲粒は数密度が高く、モード半径が小さく、大雲粒が形成されにくいことが示された。全体のエアロゾル数密度が高いため、大粒子の多い山型のエアロゾル粒径分布の方が、むしろ、大雲粒が形成されにくい。これは活性化される最小の雲粒核の半径によるもので、もっと全体の数密度が低いエアロゾル粒径分布がI~Vあったならば、I→Vの順に、できる雲粒の数密度が低くなり、大雲粒も形成されやすくなるということも考えられる。また、冬期に測定されたエアロゾル粒径分布(I', III', V')は夏期のエアロゾル粒径分布(I, III, V)に比べて、半径 $0.07\ \mu\text{m}$ 以下の数密度が高いので、ここで示した数値実験の結果(第5図)よりさらに大雲粒の形成されにくい雲粒核であり、I', III', V'の順に大雲粒は形成されにくくなる。

この数値実験では、全粒径領域でエアロゾルの $\varepsilon$ の値(個々の粒子に含まれる水溶性物質の割合)を1とした。Okada(1983)の観測から半径 $0.35\ \mu\text{m}$ 以下のエアロゾルの $\varepsilon$ はほぼ1であると仮定できると先に述べたが、半径 $0.35\ \mu\text{m}$ 以上の粒子については $\varepsilon$ を過大評価した可能性がある。大粒子、巨大粒子の $\varepsilon$ が1より小さい可能性を考えると、実際にはここでの計算結果よりさらに大雲粒は形成されにくいであろう。そして、 $\varepsilon$ が小さい

ほど、凝結成長速度は水蒸気過飽和度に依存するようになる(Takeda and Kuba, 1982)ので、I→V, I'→V'の順に大雲粒が形成されにくくなるという傾向は強まる。

このように、大粒子エアロゾルが凝結成長して半径 $18\ \mu\text{m}$ を越える雲粒になり併合成長を始めることが期待しにくい状況においては、大雲粒は主に巨大粒子雲粒核から形成されるので、 $\varepsilon$ の大きい(1に近い)巨大粒子エアロゾルが大気中に放出された場合、warm rainの形成に対する影響は無視できないであろう。

ここでは、背の低い積雲を対象として数値実験を行ったが、Kuba・Takeda(1985)の結論に基づいて考えると、上昇流のもっと遅い層雲内では、名古屋で測定されたエアロゾル粒径分布I~VおよびI'~V'のそれぞれを雲粒核とする雲粒の数密度に大きな差は出ないであろう。名古屋で測定されたエアロゾル数密度が非常に高いものであるため、 $1\ \text{m/sec}$ 以下の弱い上昇流のもとでは雲粒数密度が既に飽和していると推定される。

Okada *et al.*(1983)は名古屋および四日市の両都市の大気中のエアロゾル粒径分布をエアロゾルの粒子総表面積で分類している。総表面積が $600\ \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ 未満の場合は、半径 $0.1\ \mu\text{m}$ 以上の粒子が少なく、半径の減少とともに数密度が急増し、半径 $0.01\ \mu\text{m}$ 以下の粒子は総表面積 $600\ \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ 以上の場合に比べて多い。総表面積が $600\ \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ 以上の場合、 $600\ \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ 未満の場合に比べて半径 $0.02\sim 0.07\ \mu\text{m}$ で特に多いとしている。本研究では、VおよびV'のグループが総表面積 $600\ \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ 以上であり、その他が $600\ \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ 未満に相当する。粒径分布の形の傾向は、本研究の結論はOkada *et al.*(1983)の結論に反しない。ただし、本研究では $0.01\ \mu\text{m}$ 以下の測定は精度が高くないので、半径 $0.01\ \mu\text{m}$ 以上についてのみ言えば、エアロゾル粒径分布はI~V, I'~V'と連続的な形状を示しており、総表面積で大きく二分されてはいない。

## 文献

- Kuba, N. and T. Takeda, 1983: Numerical study of the effect of CCN on the size distribution of cloud droplets, Part II: Formation of large droplets, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 375-387.  
 Kuba, N. and T. Takeda, 1985: Note on the effect of number concentration of CCN on the number concentration of cloud droplets, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 347-353.  
 Liu, B.Y.H. and D.Y.H. Pui, 1975: On the per-

- formance of the electrical aerosol analyzer, *J. Aerosol Sci.*, 6, 249-264.
- Okada, K., 1983: Natures of individual hygroscopic particles in the urban atmosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 727-736.
- Okada, K., A. Kobayashi, N. Kuba, Y. Iwasaka and T. Takeda, 1983: On the number size distribution of Aitken particles in the urban atmosphere—with regard to sulfate particles—, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 737-745.
- 岡田菊夫, 1984: 都市大気中の硫酸イオンを含む粒子の挙動と性状に関する研究. (学位論文) 72 pp.
- Takeda, T. and N. Kuba, 1982: Numerical study of the effect of CCN on the size distribution of cloud droplets Part I. Cloud droplets in the stage of condensation growth, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 978-993.
- Whitby, K.T. and B.K. Cantrell, 1979: Electrical aerosol analyzer constants, *Aerosol Measurement* (edited by D.A. Lundgren *et al.*), 492-493, University Press of Florida.
- 
-